

季节气候预测的进展和前景

丁一汇

(国家气候中心, 中国气象局, 北京 100081)

摘要: 对季节气候预测的进展进行了评述, 主要集中在动力季节预测方面。全文共分四部分: (1) 季节预报的科学基础; (2) 动力 (GCM) 季节预报的进展; (3) 东亚季节预报水平低的原因分析; (4) 从国际气候预测未来发展规划国家气候中心气候预测的前景。根据上述结果, 最后提出了中国气象局季节预测发展的建议。

关键词: 季节气候, 预测, 进展

Progress and Prospects of Seasonal Climate Prediction

Ding Yihui

(National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081)

Abstract: The present paper has reviewed the recent progress of the seasonal climate prediction, with a special emphasis on the aspect of dynamic seasonal prediction. It consists of four parts: (1) the scientific basis of the seasonal prediction; (2) the state of the art of the dynamical seasonal prediction; (3) analysis of the skill of the dynamical seasonal prediction; and (4) future development and prospect of the seasonal climate prediction. Based on the above results, the suggestions and recommendations have been put forward of the development and future planning of the seasonal prediction for China Meteorological Administration.

Key words: seasonal climate, prediction, progress

1 季节预报的科学基础

从未来预报时效、原理和方法上区分气象预报可分为三种类型: 天气预报、短期气候预测和气候变化预估^[1]。由于后两种预报的差别主要在时间尺度上, 所以可统称为气候预测, 因而气象预报简单地说包括天气预报和气候预测。但近年来也有人认为天气预报与短期气候预测都依赖于初始条件, 只是预报延伸的长度不同, 应统称天气—气候预报, 而气候变化主要取决于外强迫作用, 不同于前两种或天气—气候预报。气候预测方法的研究有长期的历史, 最早可以追溯到19世纪甚至更早。近一百多年来, 利用不同的相关关系、经验规则、动力模式和非线性混沌理论等提出了多种气候预测方法和工具, 并且有不少在实际预报中得到了应用, 获得了一定程度的成功。中国的气候预测 (过去称长期天气预报) 在业务上正式应用也有近50年的历史。虽然整体来看, 气候预测还处于研究、试验和业务应用不断改进的阶段, 但它至今取得的进展被认为是地球科学在近几十年中取得的最突出的成就之一^[2, 3]。

季节预报是超前预报未来一个季节或几个季节的气候条件, 尤其是预测偏离过去平均气候条件的异常程度。如果预报员认为预报的未来季节的气候条件与

过去的没有差别, 则可用“气候”预报作为未来的实际季节预报。这是制作季节预报的出发点。因而, 首先是考察所制作的季节预报是否与过去观测到的同期气候条件相似或基本匹配。但气候条件经常受到多种因子的扰动, 而使它不同于气候平均态气候。正是这些因子对未来预报结果的扰动是可预报的, 从而形成了季节预报的科学基础和目标。应该指出准确而确定的天气预报的上限取决于被预报天气的尺度, 预报时刻的大气气流的可预报特征与初始条件的准确性。而对于几个星期和几个月的尺度, 有意义的确定性每日天气预报是不可能的。大量研究表明, 所有能做的只是制作天气和天气型的概率预报。

近二十年来, 动力季节预报得到了迅速发展, 不少国家气候预测中心都发展和建立了自己的季节和年际数值预报模式, 在不少国家, 它们已逐步成为季节预报的主要工具^[4]。中国也在2003年建立了自己的动力季节预报模式^[5]并作为季节预报的主要工具之一。最近为了总结和评估国际上动力预报的进展、技巧、存在问题和未来发展前景, WMO和其他有关机构对季节预报从不同方面进行了评估^[4, 6-10]。这对于认识动力季节预报目前的水平和技巧, 以及存在问题和未来发展方向是十分有益的。本文将主要依据这些报告和相关论文, 针对我国的季节预报需求进行总结和评述。目前季节预报关注的是大尺度的异常分布, 但统计结果表明, 未来的季节预报分布常常会与气候平

收稿日期: 2011年6月23日; 修回日期: 2011年8月4日
作者: 丁一汇 (1938—), Email: dingyh@cma.gov.cn

均分布有显著的相似或重合。因而，气候平均态的分析和研究是季节预报的重要起点。在此基础上再分析影响平均态造成季节气候异常的因子，以及这些因子是如何产生气候异常的。造成气候平均态扰动或异常的因子有两类：外强迫作用和气候系统的内部变率，正是它们决定着季节预报的可预报性。

1.1 外强迫作用

(1) 太阳和火山活动

太阳活动作用的变化一般对长期的气候有较明显的影响，如11年周期循环。对季节尺度太阳活动影响不强，一般情况下不作为重要因子考虑。

火山活动可以影响气候，尤其是强火山爆发后的1~2年间全球变冷 0.5°C 左右，因而可为季节预报增加一定的预报技巧。但有人在研究了El Chichon和Pinatubo火山后认为：火山信号只有在大陆尺度才是可用的，并且这种信号易被气候变率模糊或完全掩盖住。

(2) 温室气体与气溶胶

温室气体和气溶胶作用在季节预报中常不被考虑，这是由于其作用与自然变率相比是小的，并且由温室气体产生的全球变暖信号已包含在季节预报的初始条件中。但近年不少研究表明，在模式中直接包含人类强迫确能影响季节预报，可发现在季节预报模式中计算的温室气体和气溶胶强迫的时间变化是呈增加趋势的，因而其影响可能会逐渐增长。这就是为什么有不少研究者认为即使在季节预报中，也应考虑人类引起的温室效应的影响。

(3) 土地利用变化

目前在季节预报模式中是否考虑土地利用的变化研究还不多见，尚不能确定它在季节预报中的重要性。

1.2 内部变率

气候系统的内部变率是自然变化，它具有各种尺度，一般又可分大气的内部变率与耦合变率两种。前者包括天气系统的影响，对季节预报而言，它被看做是不可预测的噪音。季节尺度可预报性的来源主要是气候系统的慢变过程，如海洋和耦合海气系统的低频变化以及海冰、土壤条件、雪盖等的影响。热带平流层准两年振荡（QBO）和平流层状况也可作为上边界影响季节预报。ENSO是季节预报最主要的可预报性来源。它是年际变率的主要模态，并通过全球遥相关影响各地区的温度和降水异常。目前用复杂的业务海气耦合模式已能较准确地预测ENSO事件的爆发与演变。除ENSO外，海洋的异常也会影响不同地区的季节尺度温度和降水，如印度洋偶极子（IOD），热带和温带大西洋海温的异常等。陆面过程的影响目前研究尚不够，但至少对某些地区和在某种情况下可为

季节预报提供一种信号。异常雪盖/雪量也可能是有一定作用的信号。不少研究和中国气象局国家气候中心（NCC）业务预报表明，用高原和欧亚前冬和春季雪盖多少作为汛期预报的信号有明显的技巧，尤其是前者。分析大气内部区域性模态也可提高季节预报的技巧，如南北半球环状模（SAM与NAM），NAO，PNA，NPO等。这些因子是大气内部的动力模态，有时可影响季节可预报性。有些情况下，它们与海洋强迫有联系，另一些情况则没有联系。这些模态的变率大部是不可预报的，但它们在下垫面强迫与大气内部变率间常常起媒介或传递的作用。除了QBO外，平流层环流变化对对流层异常也有预兆作用，尤其是平流层低频分量可向下传播并影响对流层季节尺度的环流，例如这可通过冬季北极涛动（AO）来影响对流层环流。因而考虑对流层与平流层的双向作用是有必要的，这与十几年前只考虑对流层对平流层的单向作用观点有了明显改变。

气候的可预报性有三种来源^[6]：气候变量的惯性或记忆，耦合系统不同的相互作用（如反馈）或变率的模态和气候变量对外强迫的响应（图1）。前两种来源与气候系统内部变率和耦合变率的动力增长和衰减作用以及海洋和陆面的储存能力有关。这不仅包括变量相互之间的直接作用，也包括远距离的遥相关作用。通过这种作用能够把一个地区的可预报性传送到另一遥远地区。

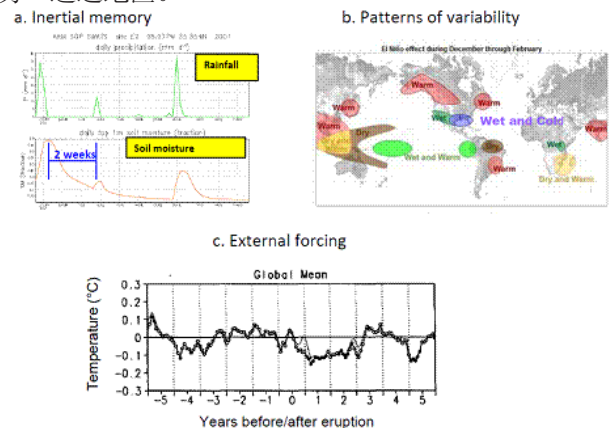


图1 (a) 惯性记忆的例子：在俄克拉荷马ARM/CART测点出现的正土壤湿度异常比引起它的大气事件要长得多的时间尺度上减少，在其他测点的土壤湿度时间尺度甚至比此更长；(b) 遥相关的例子：12月一次年2月期间El Niño影响全球气候异常的分布图；(c) 外强迫因子：6次火山爆发平均得到的前（x轴负值）后（x轴正值）全球平均温度变化，可以看到爆发后，约2年内观测到显著的冷却（黑色线表示ENSO事件影响已除去，淡色线为未除去的情况）^[6]

1.3 季节预报的可预报性和概率特征

季节可预报信号总是与不可预报的天气噪音共存的，也就是说，没有一个气候模式是完善的，总会产生模式误差，因而观测和模式预测的结果只能够以概

率的形式集合形成两套概率密度函数（PDF），以此提供相互比较的依据。这是由于一般由季节信号造成的方差只占方差的中等比率。因而，其可预报性也是如此，尤其在中高纬度地区其方差更低。处理这种有限的可预报性的最合适的方法是把预报用一种概率分布（PDF）来表征。作为一个例子，图2是热带太平洋SST预报的PDF比较。初始预报由绿色表示，相对于此PDF，以后的PDF（红和蓝色）都显示具有较高的概率预测，SST有更高的正距平值。观测的SST距平恰为0.8°C略低一些，正位于后来的两个PDF峰值之间。这种检验表明，预测的SST确实是应向更大的正距平值偏移。上三个PDF的标准差是预测超前期的函数。确定性预报实质上是把某一具体预报结果赋予概率为1。概率预报能够清楚地指明预报结果的不确定性。

可预报性和预报技巧是系统状态和地理区域的函数，如在ENSO极端位相技巧一般比平均条件高。对于SST强迫，可预报性最大的区域在热带。这是由于热带的自然内部变率较低，且大气能合理地直接对SSTs变化产生响应。随着纬度的增加，自然内部变率增大，同时来自热带的SST的信号衰减，因而，实际上气候事件的预报很少能到达上述理想研究给出的在陆地和中纬地区中等程度的技巧水平。在这种情况下，十分关键的是，季节预报要依据过去业务系统的运行情况和性能，并给出过去不同地区的预报技巧的量值大小，以此作为参照，才能更适当地利用和评估未来预报结果。

自然内部变率分析表明，季节预报的可预报性随着时间和地点而变化，并且可预报信号经常为自然的内部信号所掩盖，因而从本质上预报方法和技巧的改进是逐渐演进的。它取决于更好的观测、分析、模式

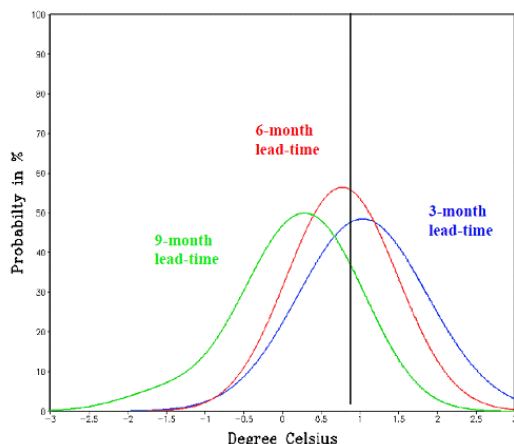
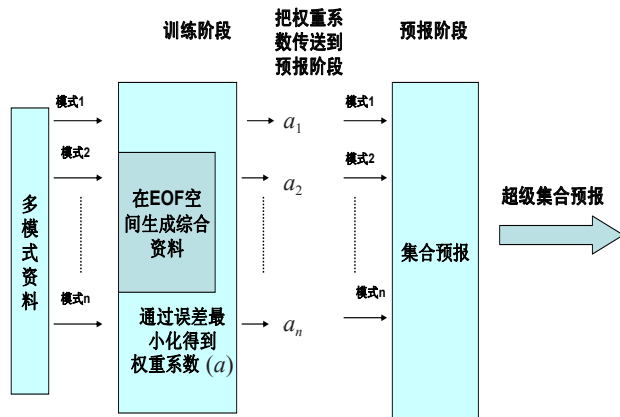


图2 Niño3.4 SST概率预报（由概率密度函数PDF表示）的例子，绿线是最长超前期的预报，红线和蓝线分别是6个月和3个月超前期预报；超前期越短，预报的PDF愈移向逐步增暖的海温（垂直黑线是观测值（0.78））^[6]

发展和预报复杂的耦合气候系统的能力改进，这需要通过以经济和有益于社会的方式为用户连续不断地提供预报的努力和工作来实现，也就是说，在不断的业务实践和社会服务中改进和提高预报技巧。目前可用多种方法制作概率预报。对于动力季节预报系统，起点是多样本的预报集合，它由一组初始条件产生，这组初始条件反映了其不确定性。因为初始条件不同，预报值以后有不同的演变，这造成了在预报时刻轨迹的散布。如果轨迹散布较宽，得出的概率分布也宽，预报是不确定的。如果出现一束密切相近的轨迹，则表明不确定性较小，这时是不考虑模式在向前积分过程中产生的误差。经验表明，多样本动力季节预报模式一般对信度估计过高，即所得到的散布程度太窄，与观测结果的范围并不完全相匹配。另外还经常表现为集合散布与预报误差间没有什么关系，其原因被认为是模式误差偏大，因而这导致多模式集合方法的出现（即超级集合）。多模式方法是把不同水平的模式进行组合得到集合值，以此把某些模式误差和随机误差平均掉，因而，一般比单模式结果可产生更有技巧的预报。综上所述，目前不少气候中心解决概率预报的途径是采用多样本、多模式方法。

多模式集合即超级集合方法^[11]可据多种模式的预报得到单一的确定性预报。与参与集合预报的单模式相比，由这种方法得到的预报有最高的技巧，并且技巧也高于偏差消除的集合平均预报（系统误差订正集合平均预报）。该方法的原理是把整个预报过程分成两个阶段。第一阶段称训练阶段，在此阶段利用多模式预报和观测（分析）场得到模式性能的统计结果。第二阶段称预报阶段，利用多模式预报和上述统计结果得到未来的超级集合预报（图3）。

在训练阶段，通过使用观测（或分析场）作为比较的基场，可用过去的预报得到各模式过去性能的统计特征。其做法是据这一套过去的多模式预报，先把它们内插到高分辨格点上，再用多元回归方法（对多模式），把模式预报对观测场（分析场）进行回归。这是利用最小二乘法使模式预报和分析场距平之差达最小，据此可确定权重。由每一个别模式得到的这些回归系数被认为能够代表该模式在训练期任何格点上模式的相对可靠性程度。对于每一模式的预报变量，训练的目的在于估计模式偏差的地理与垂直分布。对 P 个变量和 q 时段设有 m 个模式， n 个格点（水平和垂直方向），则有 $m \cdot n \cdot q$ 个统计系数（约有 10^7 权重）。所以做得这么详细对于超级集合是有必要的，它需要在每个格点上计算出不同的权重值。设某一预报时效的超级集合预报为：

图3 超级集合方法流程图^[8]

$$S = \bar{O} + \sum_{i=1}^N a_i (F_i - \bar{F}_i) \quad (1)$$

\bar{O} 是观测的时间平均值, a_i 是个别模式 i 的权重, F_i 是模式 i 的预报值, \bar{F}_i 是模式 i 在训练期的时间平均值, N 是模式数。在每一格点计算出权重, 即使预报的均方根误差的目标函数达最小:

$$G = \sum_{t=0}^{t=train} (S_t - O_t)^2 \quad (2)$$

训练期建立的回归方程为:

$$O_t = \bar{O} + \sum_{i=1}^N a_i (F_{it} - \bar{F}_i) \quad (3)$$

F_{it} 是训练期模式 i 的预测值。在训练期每一模式预报的序列对观测场进行多元回归, 以后把所有这些多元回归系数集合在一起。训练期取多长依每种预报类型而变。在训练期得到的这些统计量以后直接输送到预报阶段。在预报阶段, 也有相同的诸模式之预报值。它们由其过去的总体表现被订正。这种消除偏差的方法比一般的偏差消除集合平均要更有效。后者在偏差消除后规定所有的模式权重为1.0, 而超级集合的权重依据各模式的过去表现而定。

权重可为分数, 甚至为负数。在任何阈值水平上, 从概率的意义上, 超级集合概率预报比多模式偏差消除集合方法都会略好一些。

注意参与超级集合的各个模式的回归(权重)系数, 随空间(格点)变化, 但随时间不变。另外, 其他多模式集合方法也包括:

简单的集合平均,

$$E_1 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N F_i \quad (4)$$

或与消除偏差法相结合,

$$E_2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - \bar{F}_i) + \delta \quad (5)$$

消除偏差的方法(Bias-removal)中简单的一种方法

是 δ 法, 即由相对于模拟当今气候的气候模式输出(预报)决定将来的气候变化(即两者之差), 一般以两者的温度差或降水的百分比变化表示, 以后这些变化被用于观测的历史气候资料输入到影响模式中。 δ 法认为, 将来平均值和变率的模式偏差是与当今模拟的偏差相同, 作为订正, 可把这个偏差(δ 量)直接加在预报的平均距平(相对于训练期)上。因而这个假设的结果是, 将来的极端天气事件的频率和量级相对于将来的平均气候是与当今气候的情况相同。这是这个方法的主要问题。注意, 公式(5)中的偏差消去集合法即为此方法之应用, 它与式(1)相比, 没有训练时期, 因而不用最小二乘法得到回归方程和回归系数 a_i 。

1.4 气候预测中的混沌问题

什么是混沌? 撇开数学上严格的定义不谈, 从物理上, 我们可以说混沌是在确定性(deterministic)动力学系统中出现的一种貌似随机的运动。动力学系统通常由微分方程、差分方程或简单的迭代方程所描述, “确定性”指方程中的系数都是确定的, 没有概率性因素。从数学上说, 对于确定的初始值, 决定性的方程应给出确定的解, 描述着系统确定的行为。但在某些非线性系统中, 这种过程会因初始值极微小的扰动而产生很大的变化, 即系统对初值依赖的敏感性。由于这种初值敏感性, 从物理上看, 过程好像是随机的。这种“假性随机”与方程中有反应外界干扰的随机项或随机系数而引起的随机性不同, 是决定系统内部所固有的, 可称之为内禀随机性(intrinsic stochasticity)^[12]。

现在的问题是由复杂的耦合气候模式预测的将来气候变化是否可靠, 在多大程度上是可信的。这是许多人经常提出的一个科学问题。混沌理论告诉我们, 在混沌系统中, 系统具有对初始条件敏感的依赖性, 也就是系统的初始条件仅仅稍有改变, 足够长时间后, 系统将达到完全不同的状态。由于初始条件总不能被精确地知道, 即使系统的运动规律是严格确定的, 人们仍无法准确预测系统的长期行为(确定性混沌)。简单地说, 系统是确定的, 但不可预测。长期以来, 牛顿动力学被认为是高度确定性的, 因而原则上是可预测的。但这种可预报性最先在1903年前后被法国数学家庞加莱所质疑, 他研究了牛顿动力学下物体运动的近似解, 发现一些解并不收敛, 他认识到在这些情况下, 实际解一定是高度依赖于初始条件, 致使实际的可预报不复存在。这种微小差异的初始条件可导致不同预报结果的不可预报的混沌行为, 在20世纪60年代得到了广泛的研究。并且第一次被洛

伦兹 (E.N. Lorenz) 用于大气模式中, 得到了著名的 Lorenz 吸引子, 并形象地把这种大气的混沌行为描述为“蝴蝶效应”^[12]。

气候是一种混沌现象, 它具有明显的湍流或非周期性运动。它的长期行为是否可预测。如果可预测, 是否存在一个预测的极限。这涉及到气候的可预测性问题。由于篇幅所限, 这里将不再详细讨论大气或气候系统 (如海洋) 的混沌特性与行为以及如何研究其可预报性, 而只提供重要的证据和理由来说明气候模式的预测结果在什么情况下和在多大程度上是可预报的, 因而其预报结果应该是可靠的。

(1) 初值决定的数值天气预报其理论可预报上限为2周, 但如果数值模式十分完善, 初始条件误差很小, 预报时限可延长到3周, 这可能是用确定性的动力模式方法获得有用预报的最长时效。但是对于某些天气和气候形势下的预报尚可维持延长, 甚至达到近4周的时间。这主要是对冬季中纬度大尺度大振幅准定常波的预报。它们常常表现为具有持续性高压区的阻塞形势。另外模式中对热带大气环流和行星尺度波动描述的改进也能显著改进中高纬度天气和气候异常的预报。

(2) 对于月以上的气候预报如季节和年际预报, 耦合强迫 (如海洋与陆面过程, 包括积雪覆盖) 对气候异常起着非常重要的作用。例如中东赤道太平洋海表温度一旦出现明显异常 (变暖或变冷), 会形成厄尔尼诺或拉尼娜现象。目前已可依据这种海洋对大气的耦合强迫作用提前1年做出全球气候变化或异常的预报。另外, 海洋和陆面过程可以引起大气环流的优势模态, 这种环流的优势模态可持续数年或数十年, 从而造成大范围甚至全球的气候异常或气候变化。这种行星尺度的环流优势模态或者由耦合强迫产生, 也可能在人类引起的气候变化条件下产生。现在大多数国际上先进的复杂耦合气候模式能预测这种环流的优势模态, 它们对于区域气候变化的预报尤其重要。从动力系统的观点看, 这反映了海洋或陆面强迫或日益增加的人类活动引起的温室气体造成的辐射强迫影响的气候吸引子几何形状会发生什么变化。混沌理论的研究表明, 虽然在混沌系统中, 个别轨迹可能是不可预报的, 但整个几何形状的变化是完全可预报的。上述气候变率优势模态的存在和演变, 反映了吸引子几何形状和优势极性的改变。

(3) 气候变化的预测不同于几周时间尺度的天气的可预报性, 后者主要依赖于初值, 而前者既依赖初始条件, 也依赖边界条件或者完全依赖于边界条件。较短时间尺度的季节气候预测就是依赖于以上两种条

件, 因而在模式中边界条件的变化如上边界太阳辐射的季节循环, 下边界的海表温度的变化都包含在模式中。这种可预报性被洛伦兹称为第一类可预报性。对于长期 (几十年或几百年) 的气候变化预测, 如由人类活动造成的温室气体增加引起的全球气候变化, 将不依赖于大气的初始条件, 这是由于在模式长期积分之后, 将完全丧失对初始条件的记忆, 因而失去它的影响。

这种完全依赖于详细边界条件变化的气候预测被洛伦兹称为第二类可预报性, 其可预报性决定于外界强迫变化的时间尺度^[13, 14]。由于气候系统的惯性, 即使施加于边界 (包括CO₂增加) 的外强迫消失之后很久, 气候系统还将继续变化相当长的时间, 甚至长达千年以上。海平面上升的响应就是一个例子。从外强迫引起的辐射平衡的变化看 (即辐射强迫), 由人类活动造成温室气体的增加与火山爆发、太阳活动等外强迫在引起全球辐射不平衡上是相当的和等效的。古气候模拟表明, 气候模式对于自然的外强迫响应是比较合理与正确的, 因而有理由认为, 气候模式对于温室气体增加以及其他耦合强迫的气候响应也应是基本正确的。这就是气候变化预测可靠性的基本科学基础。

从混沌理论观点看, 这种结果是令人十分意外的。但它反映了气候系统的某种规则性, 表明对于一些大的气候变化, 气候系统并不是强混沌性质的, 而是以大致可预报的方式响应如米兰科维奇循环等不同尺度的强迫作用。米兰科维奇循环的强迫产生于地球轨道变化引起的地球上太阳辐射分布的变化。前面已经指出, 由温室气体增加所引起的全球气候变化也是被大气顶辐射状况的变化驱动。从性质上它与米兰科维奇强迫产生的辐射状况变化并无不同, 因而可以认为, 从这个方面看, 温室气体增加以及其他外强迫也应该导致基本可预测的全球气候响应。

由于预测结果对初始条件的敏感性, 首先是要改进全球气候观测系统, 为气候模式提供更准确的初始场。但要做到这一点在相当长时间内是有困难的, 因而目前的解决办法是用数学方法对观测的初值进行扰动, 得到在观测和分析误差范围之内相差甚小的一群初始值, 它们代表在初始时刻可能出现的所有观测场, 其数量可达50个以上。以后用每一初始值进行预报, 最后把所有个别预报成员用统计方法进行集合, 这就是前面所述的多样本集合方法。如果各预报成员的结果具有低离散度, 则预报具有较高的技巧和可信度。反之如果个别成员的预报相互之间有很大的离散度, 则预报技巧偏低^[15] (图4)。

另一方面, 气候模式并不是十分完善的, 尤其

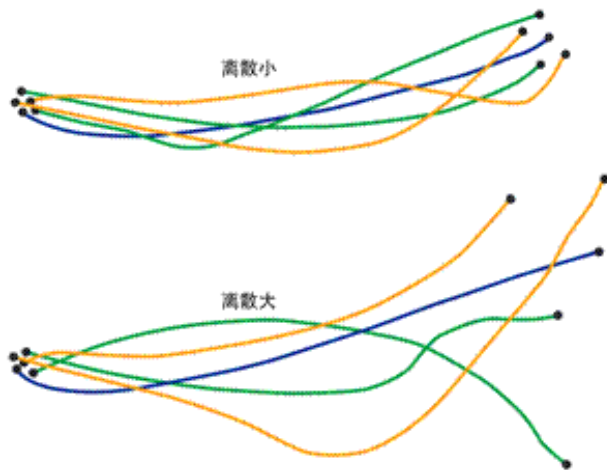


图4 集合气候预测的示意图：依据十分接近的一组初始条件制作的30天气候预测，有些集合预报整体上表现出低的离散度，有些则表现高度离散，低离散度的集合预报可用于实际的预报，它具有更大的可信度^[15]

是对于中小尺度（如云）和湍流运动的描述是比较粗的，它们主要采用物理参数化方法，即以大尺度变量表征它们的总体效应，这也会导致气候预测的误差，因而继续改进和完善气候模式是另一方面的发展方向。由于目前各国气候预报中心使用的模式并不完全相同，各具特点，因而也可以采用数学方法对各种模式的预报结果进行集合，这就是前面说明的超级集合方法。但有一个前提，就是参加模式超级集合的各气候模式一般要有较好的预报性能。通过集合之后一方面可使模式的随机误差或噪音相互抵消以及系统偏差减小，另一方面可突显出由耦合强迫与外强迫在模式中产生的有用气候信号，以提高集合预报的信噪比。因而目前和将来的气候预测是多初值与多模式集合预报系统。从本质上看，季节气候预报演变成一种概率预报。为了给公众和用户一个确定性的预报结果，目前是对各成员用算术平均（等权重）或加权平均得到。这在某种程度上，是解决作为混沌现象的气候变化的一个很好的途径。

2 动力季节预报的进展

2.1 ENSO和印度洋海表温度（SST）的预报

由于ENSO预报是最成功的季—年际尺度的大尺度现象预报，因而评估季节预报模式的出发点是ENSO预报。一般主要用Niño3.4区（5°N—5°S，170°—120°W）SST距平定量表示，或用MSSS计算Niño3.4 SST预报的确定性技巧。有人也用时间相关系数（TCC）和均方根误差（RMSE）进行技巧评估，这种情况下，几乎都用偏差订正的预报，而不用原始模式产品。所有研究表明：多模式预报（MME）的预报技巧通常是最高。其性能超过所有个别模式的技巧

（图5）^[4]。ENSO预报技巧与季节循环有关，通常5—7月比较难报，因为一年的这个时期异常的持续性很低（即所谓春季预报障碍）。总体上，ENSO预报的技巧是不断提高的。图6表示ECMWF ENSO预报系统技巧在过去十年左右的时间中稳定增加的情况。可以看到，在近十几年中，随着业务气候预报系统的改进（由S1系统到S3系统），预报技巧是逐步提高的。对于亚太经合组织气候中心（APCC）7个耦合模式预报的平均相关系数，从5月1日和11月1日开始的6个月超前期分别为0.77和0.81（图7a）。如果把此ENSO的预报技巧与EC的DEMTETR的集合预报（MME）相比（图7b）^[5, 16]，后者比前者略高。如果把DEMTETR和APCC/CliPAS模式组合在一起，则对所有以5月和11月为初始条件的6个月超前期预报的平均技巧为0.86。Jin等发现^[17]，预报技巧明显取决于季节，ENSO位相（阶段）和强度。较强的El Niño和La Niña事件更可预报。中性年比暖冷事件的可预报性要低得多。

印度洋偶极子（IOD）的发生与ENSO事件有密切关系，它影响周围南亚、东南亚、东非、澳大利亚，甚

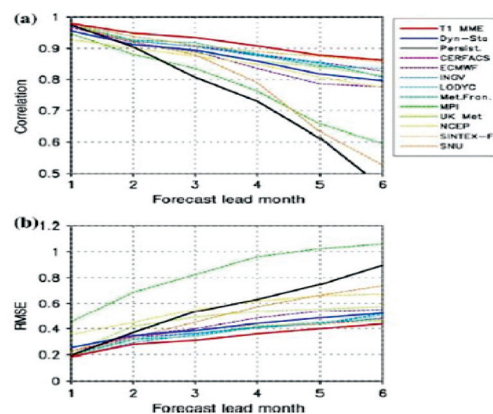


图5 全球主要耦合模式预报的ENSO集合预报。图中给出1980—2001年Niño3.4区海表温度集合预报和各模式成员的技巧（红线是MME）。（a）实况与预报的相关系数；（b）均方根误差（WCCC-3）

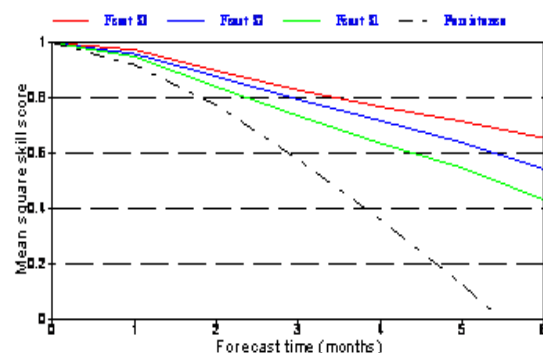


图6 欧洲中期天气预报中心（ECMWF）三个业务系统（S1,S2,S3）对Niño3.4区预报的平均平方技巧分（MSSS）

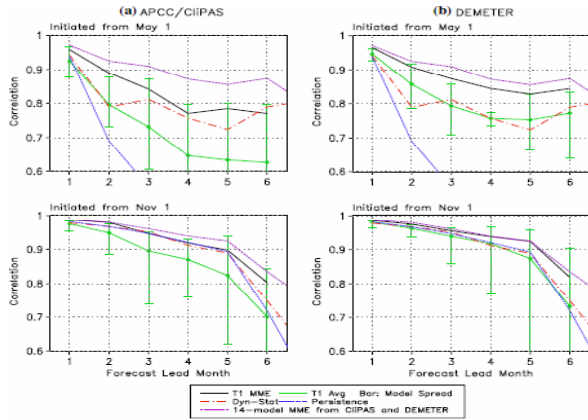


图7 (a) 1981—2001时期7个CIIPAS耦合模式得到的Niño3.4 SST指数预报的时间相关技巧。横坐标是预报超前期月数(从5月1日和11月1日开始); (b) 同期7个DEMETER耦合模式结果, 绿线是各个模式的平均技巧, 垂直线表示最好的持续性预报(蓝线)的变化范围。紫色虚线是CIIPAS与DEMETER 14个耦合模式的MME结果^[5]

至东亚的气候变化。图8a, b是东西印度洋SST和IOD指数的预报技巧。可以看到, 对于印度洋, 两个初始预报时间(5月1日和11月1日)的6个月超前预报的相关技巧为0.68, 西印度洋以11月为初值的6个月超前期预测相关技巧为0.80, 而5月初值的5个月超前期预测相关技巧为0.43, 这些技巧都超过11月初值的持续性预报和统计动力预报。虽然东、西印度洋SST预报具有一定的使用技巧, 但IOD和SST指数的预测技巧明显减小。以5月和11月为初值的3个月超前期IOD预测的TCC技巧皆低于0.4, 这种结果是由于7月预报障碍和严重的1月预报障碍的存在所致。

总之, 通过ENSO和印度洋SST MME预测的检验表明: (1) ENSO事件具有较高的预报技巧, 而印度洋SST预报技巧虽比ENSO低, 但也具有相当的技巧, 尤其东印度洋SST具有较好的预报技巧。IOD并不具有较高的预报技巧; (2) 使用MME方法对SST预报有明显的改进, 其平均预报技巧皆高于个别模式

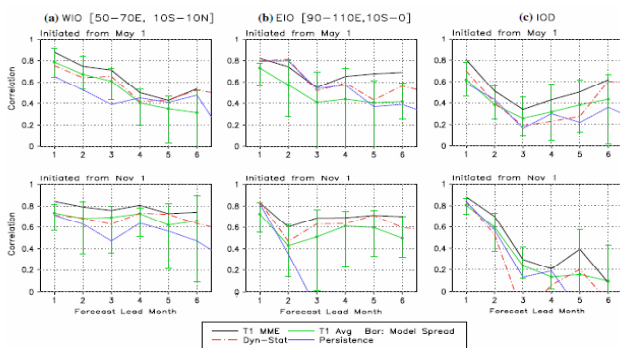


图8 (a) 同图7, 但是对西印度洋(WIO, 10°S—10°N, 50°—70°E) SSTA, (b) 东印度洋(EIO, 10°S—0°, 90°—110°E) SSTA, (c) 对印度洋偶极子(IOD) SST指数, 它是WIO与EIO SSTA的差值^[5]

成员的预报技巧; 并且MME预报也都远超过持续性预报和统计—动力预报(用贝叶斯方法组合统计预报和模式预报)。

2.2 MME预报水平的评估指标

第一节中已指出, MME预报是一种概率预报。概率预报的技巧评分是用Brier技巧分(BSS)和相对业务特征量评定。BSS的定义来自Brier评分(BS), 它是一个二分事件概率预报准确性的标量度量, 其定义为:

$$BS = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (f_i - o_i)^2 \quad (6)$$

n 是预报次数, f_i 是第*i*次预报发生的预报概率, o_i 是第*i*次的观测概率。如事件发生, $BS=1$, BS 可分解成三项, 它们分别与不确定性、可靠性和分辨率有关。

$$BS = \bar{o}(1-\bar{o}) + \frac{1}{n} \sum_{k=1}^m n_k (f_k - \bar{o}_k)^2 - \frac{1}{n} \sum_{k=1}^m n_k (\bar{o}_k - \bar{o})^2 \quad (7)$$

$$= BS_{unc} + BS_{rel} - BS_{res}$$

式中, \bar{o} 是事件的气候概率, m 是概率仓数, f_k 是仓*k*的预报概率, \bar{o}_k 是当预报概率为 f_k 时, 事件发生的相对频率。气候的预报Brier技巧分 $BS_{clim} = BS_{unc}$, 因而Brier技巧分

$$BSS = 1 - \frac{BS}{BS_{clim}} = \frac{BS_{res} - BS_{rel}}{BS_{unc}} \quad (8)$$

对气候预报, $BSS=0$ 。

概率预报的另一个指标是ROC曲线之下的面积量(AROC), 在一概率阈值范围内的同号率对错报率图中积分ROC曲线下方的面积就可得到AROC。对于一完全确定性预报AROC等于1, 如同号与错报率相等, $AROC=0.5$, 代表没有技巧。

2.3 MME预报结果的评估结果

表1是DEMETER MME冬季温度和降水的分区技巧(BSS评分)。

表1 6—8月和12—2月温度和降水的BSS评分
 E_T 和 E_T 分别代表最高10%和最低10%的类型^[18]

Region	2-m Temperature				Precipitation			
	JJA		DJF		JJA		DJF	
	$E_T(x)$	$E_T(x)$	$E_T(x)$	$E_T(x)$	$E_T(x)$	$E_T(x)$	$E_T(x)$	$E_T(x)$
Australia	10.7	10.1	1.3	-0.4	-1.3	-2.5	-3.1	-3.6
Amazon basin	14.4	9.1	23.4	25.7	2.2	2.1	9.5	8.9
Southern South America	8.5	8.2	-1.2	1.8	7.8	5.0	-0.7	-2.8
Central America	12.1	9.9	14.8	6.3	2.6	-0.7	8.7	8.5
Western North America	6.5	7.7	3.9	2.3	3.2	5.5	-0.6	0.0
Central North America	-4.1	-3.6	-7.5	0.3	-1.8	-2.0	3.7	5.3
Eastern North America	0.6	5.7	4.1	9.5	-4.5	-8.3	9.2	6.0
Alaska	3.0	2.1	0.0	-0.7	-0.1	0.3	2.4	4.9
Greenland	3.6	4.2	8.0	5.8	-1.4	-0.5	-2.1	-2.0
Mediterranean basin	7.6	10.7	3.2	3.2	-0.5	0.1	1.6	-0.9
Northern Europe	-4.4	-4.2	4.8	2.9	-1.0	1.9	-1.1	-0.9
Western Africa	10.4	11.8	18.1	17.2	-1.6	-2.0	-4.9	-3.5
Eastern Africa	12.6	5.8	13.3	10.3	0.1	-0.3	1.2	0.6
Southern Africa	5.6	-1.1	15.9	15.7	0.7	-1.2	5.4	3.6
Sahara	7.6	7.4	6.9	3.9	-2.4	-4.8	-2.7	-2.7
Southeast Asia	10.7	5.9	8.7	18.1	14.2	10.3	3.4	2.5
East Asia	4.2	7.9	10.8	10.0	0.6	-1.0	-1.6	-0.9
South Asia	4.9	13.1	7.6	8.6	-1.6	-3.0	2.0	0.5
Central Asia	0.8	3.8	1.3	-0.4	0.5	0.1	-3.1	-3.6
Tibet	10.7	10.1	23.4	25.7	-1.1	0.0	9.5	8.9
North Asia	14.4	9.1	-1.2	1.8	-1.3	-2.5	-0.7	-2.8

由表1 DEMETER计划的检验可见, 在1980—2000年间, 季节平均的地表气温和降水最高10%和最低

10%类型的超前1个月的MME预报技巧(BSS)明显地依赖于地区和季节。但不论季节,大部地区一般平均地表气温的预报技巧高于降水。某些热带地区的DJF预报,如亚马逊地区,JJA东南亚,季风降水距平的预报有显著的技巧。地表气温统计上显著的技巧在某些地区不限于热带,可扩展到中纬度。如JJA时的澳大利亚,南美南部,北美西部与DJF时的东亚。注意由长期回报得到的预报技巧并不完全代表目前和未来季节预报水平,这主要是因为季节可预报是逐年改变的。过去的不等于现在和将来的,尤其是将来气候极端事件(如强El Niño事件)可能发生的年份或时段。

图9是早期亚—印—太地区北半球夏季降水(6—8月)的集合预报水平评估(1979—1999年)^[7]。可以看到,在东亚和南亚季风区预报技巧是很低的,主要在热带中东太平洋和热带东西印度洋有比较高的相关技巧。如前面所述,它们主要来自ENSO事件和热带海洋SST的作用。热带西太平洋不少地区降水预报有一定技巧,但总体上不高。菲律宾以东地区和东海地区具有较高的预报技巧。

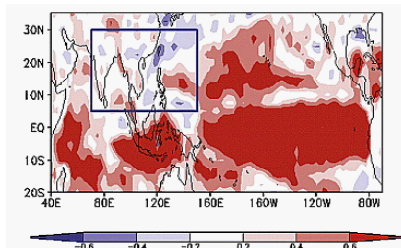


图9 观测的CMAP降水(1979—1999年)与5个模式模拟集合平均的6—8月降水间的相关系数^[7]

图10和图11分别是1981—2003年MME超前1个月2m气温和降水的预报技巧(TCC:时间相关系数)。海洋表面附近的气温具有持续性,这是因为它深受其下垫面SST的影响,因而其预报技巧一定会明显地高于持续性预报。图10的下图给出了MME与持续性预报的差。在12月一次年2月有用的技巧主要呈马蹄形分布,由大陆和东印度洋向东北和东南太平洋延伸。另外,在北美、欧洲、中东、南非、东南亚也是统计显著的技巧区。它们可能是通过遥相关产生于ENSO峰值阶段的影响。6—8月MME的温度预报在不少地方超过持续性预报,但在不少地区不一定好于持续性预报。这表明持续性预报可能是夏季温度预报的一种补充工具,尤其是1998年之后,气温具有更强的持续性。

6—8月和12月一次年2月降水MME预报高技巧地区(0.5~0.7)位于10°S—20°N的热带太平洋和大西洋地区,海洋大陆,巴西东北部,副热带南太平洋辐合区(图11)。注意12月一次年2月的高技巧区比6—8月有一定的扩大,主要向副热带海洋(20°—

40°N)和大陆地区,这也表明模式具有预测ENSO遥相关的能力。与图9相比,西太平洋高的技巧区DJF时期都有扩大,从长江中下游到日本南部有更明显的高技巧区,夏季40°N附近从中亚到北美的一系列小范围高技巧区可能反映了Rossby波遥相关的结果^[19]。

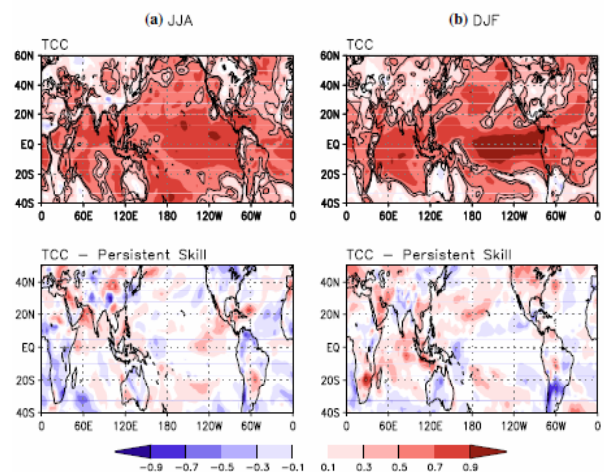


图10 APCC MME系统的技巧评估。1981—2003年14个CliPAS模式超前1个月2m气温MME季节预测与实况的事件时间相关系数(TCC), (a) 6—8月, (b) 12月一次年2月; 下图是夏、冬MME预测与持续技巧的差值分布。细(粗)实线代表0.05 (0.01) 水平的相关系数的统计显著性

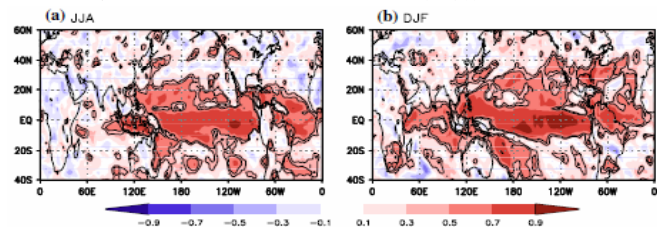


图11 同图10, 但对于降水

预报技巧以及可预报性不但是纬度和经度的函数,而且还具有明显的年际变化。这主要与ENSO时间的影响范围和演变有密切的关系。纬向平均的TCC技巧表明(图12),赤道地区平均技巧最高,6—8月在5°S超过0.6;12月一次年2月在5°N超过0.7(图12a)。主要在北半球0°—40°N之间地区12月一次年2月降水预测技巧超过6—8月预报,尤其在20°—40°N地区。但在南半球,在30°以南6—8月预测比12月一次年2月

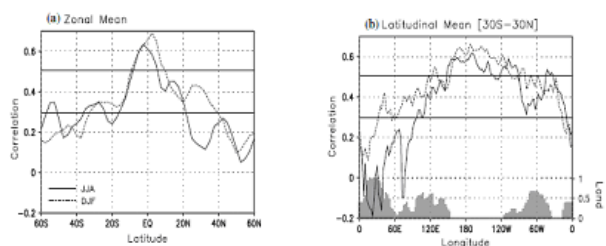


图12 6—8月和12月一次年2月热带和中东太平洋地区降水预报的技巧。(a) APCC/CliPAS MME系统预测的降水纬向平均时间相关技巧。实线: JJA, 虚线: DJF; (b) 纬向平均30°S—30°N的经向平均时时间相关技巧, 阴影区为陆地区

好，即都是冬季优于夏季。这可能是在ENSO发展阶段与海洋大陆对流异常的遥相关增强了南半球冬季的遥相关，以此增加预报技巧。

图12表明，无论6—8月和12月一次年2月，热带平均的降水预报技巧都从ENSO发生区向东西减少。6—8月最高的技巧位于日界线附近（150°E—170°W），12月一次年2月位于150°E—140°W经度区。热带非洲的预报技巧最低。亚澳季风区（4°—14°E）和美洲热带地区（60°—90°W），12月一次年2月的预报技巧显著高于6—8月。陆地地区一般预报技巧甚低。全球热带地区预报技巧的进一步检验表明，整个技巧的逐年变化依赖于ENSO变率。MME PCC（异常型相关系数）技巧与Niño3.4 SST的振幅有清楚的相关，尤其是北半球冬季温度相关系数达0.76，降水相关系数达到0.75，相关最差的年份常出现在ENSO过渡或正常阶段。图13是大气环流场的季节预报，一般它比温度和降水有较高的技巧，超前一个月850hPa流函数季节预报高技巧区在6—8月位于西太平洋和亚洲大陆、东太平洋、北美；12月一次年2月位于海洋大陆（图13上）。200hPa流函数预报高技巧区位于40°S—60°N地区，只是赤道区是例外（图13下）。500hPa位势高度场预报（图13中）的高技巧区主要位于全球热带地区，但它随季节有南北移动。上述环流预报的空间型和季节差异也主要反映了ENSO的影响：（1）6—8月到12月一次年2月预报技巧的增加是因为ENSO强迫在此时期增加的结果；（2）850hPa流函数距平高技巧区明显东移是由于ENSO引起的最强赤道对流区从ENSO发展阶段（JJA）到成熟阶段东移的结果；（3）200hPa流函数分布是对El Niño和La Niña产生的赤道偶极子热冷源产生的大气Rossby波响应和遥相关结果。在El Niño年，在东太平洋增暖条件下，激发的赤道开尔文波和Rossby波迅速地东传，整个热带增暖。La Niña情况正好相反，结果与温度变化一致。500hPa高度在El Niño时期上升，La Niña时期下降。因而，几乎所有的高技巧区都是由于ENSO遥相关通过大气内部动力学过程而造成的。

通过上面的检验，可以得到，（1）预报技巧随地点和季节而异；（2）相关技巧空间型和季节差表明ENSO变率是全球季节预报技巧的主要来源；（3）在两半球由于ENSO引起的遥相关冬季季风降水更可预报；（4）陆地和局地夏季季风区的降水预报几乎没有技巧。

2.4 概率预报及其与确定性预报的关系

依据BSS和AROC（ROC曲线下方的面积）用气候三分法对三类预报进行了概率预报技巧的分析。图14是

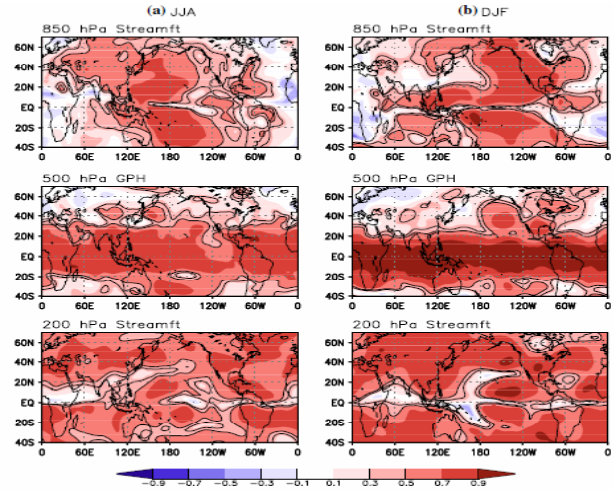


图13 850hPa（上）和200hPa（下）流函数以及500hPa高度场（中）的时间相关系数。（a）JJA；（b）DJF，细（粗）实线代表0.05（0.01）显著性水平

正距平类型2m温度预报的可靠性图。一般MME的可靠性曲线（BSS线）比个别模式的曲线更为接近对角线，这表明MME预报的可靠性明显高于任何个别模式的预报，尤其是对很高和很低的预报概率情况，依据可靠性指标（ BS_{rel} ），降水预报略好于2m温度预报。它在12月一次年2月是最可靠的（ $BS_{rel}=0.7$ ）。但应指出，虽然多模式系统的降水概率预报更可靠，但其分辨率很差，图14中的直方柱代表偏高类型以不同概率水平预报的相对频率，即所谓锐度。对于降水，概率分布函数明显偏高，降水事件的气候频率集中。这意味着预报不比根据气候条件的预报好。降水BSS的分辨率技巧很低，这使整个BSS值下降，结果降水的BSS对于6—8月只有0.01，对12月一次年2月只有0.06。而依据BSS，12月一次年2月的温度预报具有最高的值（0.22），而6—8月降水预报的得分最低（0.01）。负距平类型预报情况与正距平类型预报相似，但正常类型的降水和温度预报的BSS值无论是6—8月和12月一次年2月均小于零（负值）。

多模式概率预报的技巧与MME确定性预报有密切的关系。AROC=0.5的值代表同号率等于空报率，BSS=0代表概率预报技巧等于气候学预报的技巧。图15表明：（1）BSS和AROC得分的空间分布相互十分一致。（2）两种概率技巧指标的空间型十分类似于温度和降水的MME TCC分布（参看图10）。（3）0.7的AROC分值对确定性预报大致相对应于0.1的BSS值和0.6的TCC值，结果也表明，无论温度和降水，正常事件是难以预报的，但正或负距平事件用现在的多模式系统是能够预报的。

图16给出了确定性的TCC和概率的BSS和AROC分之间的一般关系。十分清楚，这种关系是非线性

的，但当技巧较高时，其关系变成线性的，例如当 $TCC > 0.6$ ，AROC则超过0.7，BSS超过0.1。由上可见，概率预报技巧高，确定性的技巧也高，也就是说，在技巧偏低时，确定性预报的技巧增长较快，在技巧偏高时，两种预报是成比例的升高或降低。

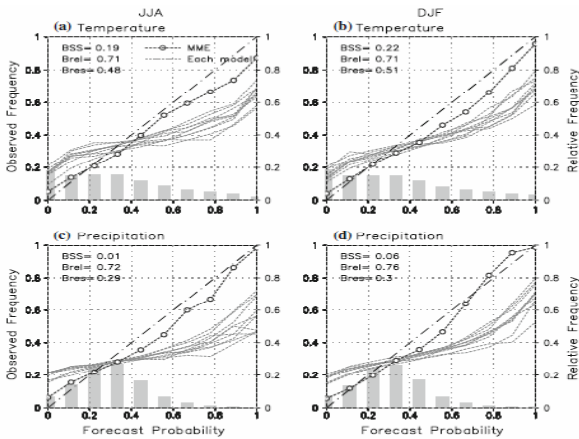


图14 全球热带 JJA (左) 与 DJF (右) 2m 气温 (上) 与降水 (下) 高于正常的类别的可靠性图。概率预报由 CliPAS MME 系统做出。带圆圈的粗虚线: 多模式预报的可靠性; 细虚线: 每一模式预报的可靠性; 方柱: 预报的锐度, 它代表以不同概率水平预报的偏高 1/3 的相对频率。图中也给出 BSS 可靠性项 (B_{rel}), 分辨率项 (B_{res}) 的值

3 东亚季节预报水平的分析

由上节全球季节预报的技巧可以看到，对东亚季风季节温度和降水的预报能力是很低的，尤其是降水。主要的预报能力在中东太平洋热带地区，即 ENSO 地区，热带西太平洋地区的预报技巧是第二偏高区，并且不断在提高。对于东亚大陆地区，除了环流以外，温度和降水的预报技巧一般很低。

3.1 东亚夏季风降水预报

Krishnamuriti 等最近用 16 个海气耦合模式对亚洲季风进行了集合预报^[8]，其中大部分模式积分是从 5 月 1 日—9 月 30 日 (北半球夏季风) 和 11 月 1 日—次年 3 月 31 日

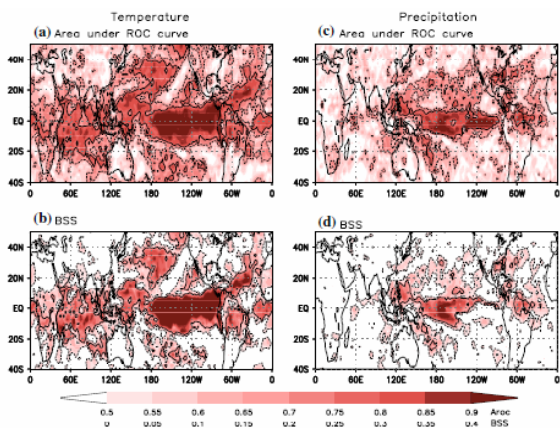


图15 2m 气温 (左) 和降水 (右) 三类概率预报 ROC 下方面积 (AROC) (上) 和 Brier 技巧分 (下) 的空间分布

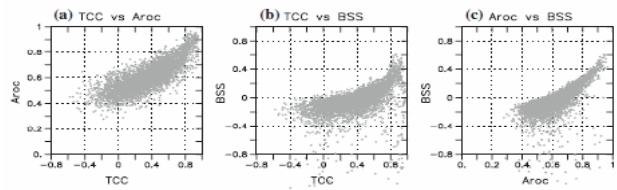


图16 全球热带每一格点 DJF 降水 TCC 对 AROC (a), TCC 对 BSS (b) 和 AROC 对 BSS (c) 预报技巧的散布图

(北半球冬季风)。16 模式与 APCC/cliPAS 计划使用的模式基本相同，但 Krishnamuriti 等的研究是集中在亚洲季风区及其更小的分区，包括南亚季风区和东亚季风区以及东亚季风区内的更小分区。因而在 MME 预报时 (1987—2001 年)，在训练阶段采用了降尺度 (downscaling) 方法和双线性内插方法把所有模式资料和观测资料都内插到 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 分辨率的格点上。在此过程中可以得到每一模式的系统性误差，并用降尺度方法计算同时求得每一模式在格点上的权重系数，在此基础上构建一多模式集合预报。结果表明，降尺度集合预报对亚洲季风雨带及其分区的降水距平预报都一致地比个别模式成员的预报具有更高的技巧。无论是确定性和概率性 (Brier) 预报都是如此。其中概率可靠性评分对 MME 是最高的。这意味着从概率的意义看，MME 预报是最可靠的。无论用相关系数和均方根误差检验也都表明区域预报有很大的改善。由于许多模式中存在着较大的系统性误差，它是使预报技巧降低的一个主要原因。由于在此

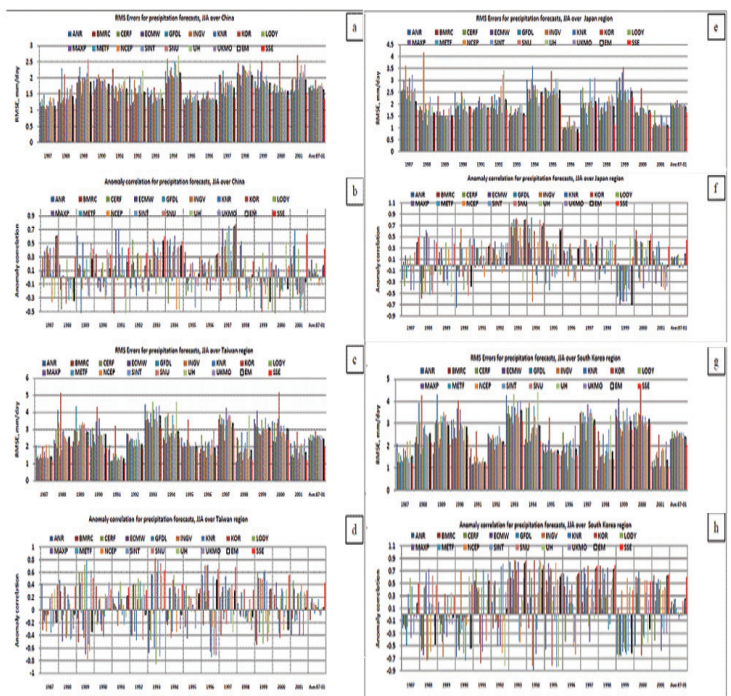


图17 中国大陆 (a, b), 台湾地区 (c, d), 日本 (e, f) 和韩国 (g, h) 地区夏季 (JJA) 多模式集合 (16 个海气耦合模式) 预报的降水距平 RSM 误差和距平相关系数。直方图的最后一栏为 16 年的平均技巧

MME系统中大大降低了系统性误差，而突现了模式中强迫因子的作用，从而使MME预报的技巧明显地提高了。图17是对东亚季风区中的韩国、日本、中国和台湾地区预报的夏季（6，7，8月）降水距平RMS误差和相关系数检验的结果。中国的RMS误差大致从1.0~2.5，而台湾地区，日本和韩国分别是1.1~5.0，0.85~3.5，1.0~4.0。对集合平均和超级集合降水距平的RMS误差最小值分别是（1.1，1.0），（5.4，1.0），（0.95，0.8），（1.2，1.0）。四个地区的相关系数分别为：（-0.5~+0.7），（-0.7~+0.8），（-0.6~+0.8），（-0.7~+0.85）。集合平均和多模式超级集合的最大相关分别为（0.7，0.8），（0.5，0.7），（0.8，0.85）。这些技巧也有明显的年际变化。总之，对于东亚各分区多模式超级集合也提供了最高的预报技巧。

前面指出，气候模式的系统性误差是造成气候模拟和预测（包括季节预测）的主要不确定性的原因之一。根据IPCC /AR4 19个海气耦合模式对夏季（JJA）降水模拟的检验结果（1979—1999年）（图18），可以看到在东亚地区系统性误差是十分明显的^[20]。在东亚东部季风区，模拟的降水普遍偏低，尤其在梅雨区和华南更明显。这可能与模式的物理参数化方案，尤其是云的参数化方案密切相关。另一个降水误差偏大的地区在青藏高原的下游，东侧和东北侧。它们与东部季风区不同是正距平。这可能与青藏高原大地的影响密切相关。这是国内外众多气候模式普遍存在的问题。因而如何改进地形的作用，不仅是数值天气预报模式，而且也是改进气候预测模式的重要问题。对于多模式气候异常的预报，上述系统性误差可以在很大程度上予以订正。

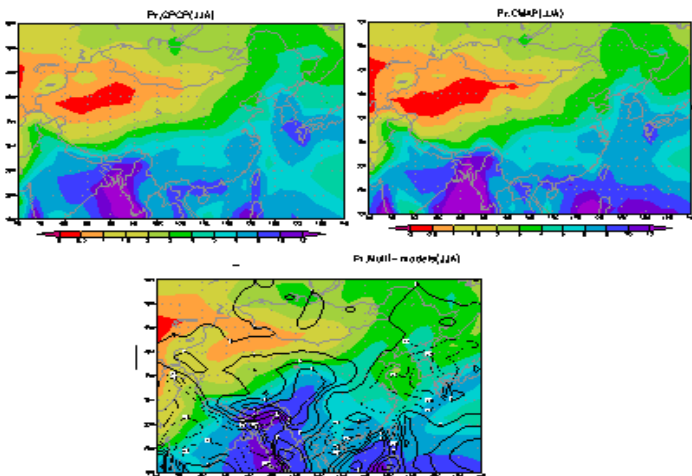


图18 19个IPCC/AR4 海气耦合模式夏季降水（6—8月）模拟（1979—1999年）误差分布图（上图为GPCP和CMAP 实测降水，下图是模式降水与实测值偏差，单位：mm/天）^[20]

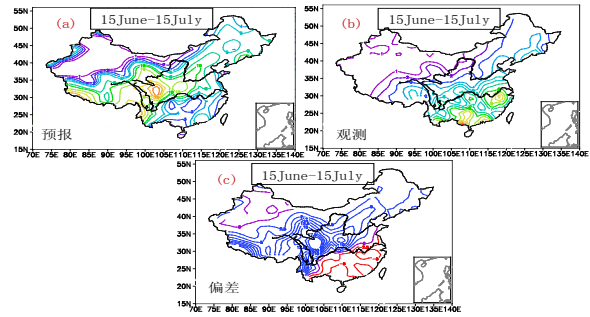


图19 NCC/LAP 海气耦合模式对梅雨期（6月15日—7月5日）降水的20年（1987—2006年）回报检验结果。（a）预测降水分布（mm/天）；（b）观测降水分布；（c）预测与观测降水差值分布

3.2 国家气候中心（NCC）动力季节预报模式的预测能力

梅雨季是中国夏季的主要雨季，是每年汛期预报关注的重点。因而以下选择梅雨期降水作为检验模式预测性能的对象。图19是NCC/LAP 海气耦合模式对梅雨期（6月15日—7月15日）降水的20年回报结果^[21]。从模式预报的降水（图19a）与观测（图19b）之间的差值分布（图19c）看，长江以北是偏多的，长江以南偏少。这种系统性误差与模式预测的季风强度偏强有关，而这又与青藏高原地区预测的高度场偏低有关。另外，还可以注意到高原的下方（东侧和东北侧），预测的降水明显偏大，与图18类似，这反映了高原大地形背风面的地形直接影响。

图20是这20年梅雨期预报与观测降水之间逐年的空间距平相关系数（ACC）。可以看到预报较好的年份是1988，1990，2001，2002，2004年，比较差的年份是1991，1997，1995，1998年。这表明预报的年际变化有明显变化。这取决于该年的气候信号或强迫的影响程度，以及所造成的降水强度。如果求取20年的平均预报技巧，则其ACC会很低，这与国际上的情况大致是一致的。但从2000年以后，梅雨预报能力有明显提高。上述结果也表明梅雨降水的季节预报的技巧有显著的年变化，这和前面的模式技巧的评估是一致的。

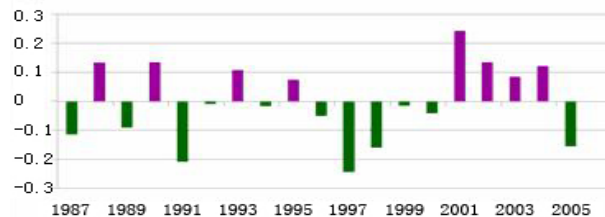


图20 1987—2006年江淮流域平均的梅雨期模式预报与观测降水之间的相关系数序列

平均梅雨雨强（mm/天）概率预报的检验表明（图21），NCC/LAP 气候模式只能预报出15mm/天以下的雨强，在0~15mm/天雨强期间预报与实况大

致相近，但对于15~25mm/天的较强降雨则无能力预测。因而如何提高降水强度的预报是今后改进模式的一个重要方面。这主要涉及积云参数化方案的改进。

另外，模式对年代尺度降水变率预报能力也不足。从1999年开始，长江流域梅雨期的降水量开始减少（减少10%左右），这主要是由于长江中下游梅雨雨带北跳到黄淮地区所致^[22]。图22表明，对于这种年代尺度降水带突然北跳过程气候模式并没有完全预报出来，只是预报了雨带具有逐渐北移的过程。目前绝大多数耦合模式都不能预报降水年代或年代际尺度变化，这是个缺陷，目前正在大力研究和改进中。

综上所述，NCC/LAP的耦合气候模式具有一定的预报梅雨降水的能力，尤其是自2000年之后，但在预报降水的强度和年代尺度变化以及某些持续性强降水事件方面技巧不高。

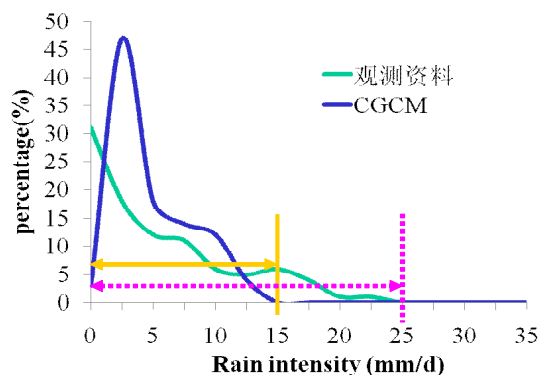


图21 1989—2006年梅雨强度概率分布的预报

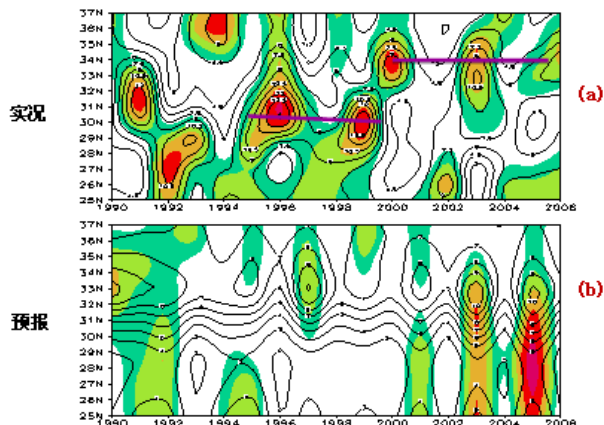


图22 1990—2006年梅雨期110°—122°E纬向平均的观测(a)和预报(b)的降水量(等值线, mm/天)、降水距平百分率(阴影)的时间—剖面图

3.3 东亚夏季风及其降水预报水平低的原因分析

由前面的检验和分析可以得到，东亚夏季风及其降水预报总体上预报水平不高，究其原因可能与下列几个关键科学问题有关。

(1) 西太平洋暖池和印度洋地区SST和次表层温度预报不够准确。它造成了：驱动亚洲夏季风的海陆温差有问题；源自西太平洋和南海的对流活动与遥相

关预报不准确；源自或由此区向东传播的MJO及其与中纬度相互作用不准确；由海洋耦合强迫造成的低频振荡与大气环流优势环流模态不准确，这包括El Niño引起的西太平洋地区的异常反气旋；La Niña时期的异常气旋；TBO（对流层准两年振荡），鄂海阻塞以及欧亚正一负—正环流型等；ISO的经向和纬向传播和强度不准确。

应该指出，季节预报的可预报性主要来自海洋，因为海洋有很大的热容量和慢变的动力学。但海洋的变化和长记忆也有不驱动大气的部分，因而气候模式中包括海洋不一定会提高大气可预报性，尤其是中纬度海洋，这点也是应值得注意的。

(2) 先进的海洋资料和陆面过程（如土壤、植被、海冰）同化系统没有完全建立，缺乏提供较准确耦合强迫初值的能力，也影响集合预报的样本数。

(3) 弱强迫信号（如ENSO循环的中性阶段）下气候系统尤其是大气内部变率的作用可预报性很低，过去研究结果很多，但缺乏诊断和鉴别其可用性。

(4) 区域气候模式没有发挥更大作用。还没有高分辨率的集合区域气候预报：多初值与多初值集合预报。强迫信号偏弱时，区域地形、陆面过程、区域性海陆热力差异等中尺度边界强迫可能更重要，这些下边界强迫都可能在高分辨区域气候模式预报中留下印迹。因而可进一步增强季节预报的可预报性。

(5) 统计或统计—动力方法尤其是非线性方法的研究和应用不够。

(6) 青藏高原大地形尤其是陡峭地形的处理和参数化未能很好解决。地形造成的重力波拖曳作用的参数化也值得改进。

4 季节气候预测未来发展的前景

近十年来，由于对天气和气候的可预报性从理论和方法上有突破性进展以及超级计算机的迅速发展，目前天气与气候预报正处于一场重大的转变之中。这对季节预报既是一个机遇也是一个挑战。中国气象局国家气候中心气候预测的发展应在这种大环境和背景下制定自己的发展计划，能切实满足国家不断增长的需求；同时也能步入并能保持NCC作为国家级气候预测中心在国际上的先进地位。为此应考虑下列问题：

(1) 建立在概率密度预报基础上的集合预报的出现使天气和气候预报进入一个新的时期，它减少了预报的不确定性，增加了预报的可靠性；同时能够定量地评估天气与气候预报的风险。这使预报员不仅从气象上能继续估计其预报技巧，而且可根据用户的经济参数估计预报的潜在经济价值。这也决定了将来是

增加集合预报的样本数还是增加模式分辨率为优先？根据中国的情况提高预报准确率减少不确定性是主要目标。因而首先应增加初值的样本，至于模式的样本数根据近期的研究^[5, 6]其预报技巧在5~6个模式样本基本达到饱和。模式的分辨率可以适当增加，但在相当时间内以大于10km的水平分辨率为宜。应该指出，气候模式业务预报的结果在相当长时期内技巧不会太高，因而如何使用准确率不高的预测结果是应用服务的一个重要任务。

(2) 由于预报变量是概率密度 $\rho(x, t)$ ，其预报方程是刘维尔和福克—普朗克(Liouville和Fokker-Planck)方程，即由确定性的动力方程组转化为随机动力方程组^[10]。因为随机动力方程组能减少气候预测的系统性误差，正如Lorenz在1975年所说：“我相信，最终的气候模式将是随机的，即随机数将出现在方程时间导数的某些地方。”

(3) 通过三步嵌套预报(全球—区域—局地或用户)使全球天气和气候预报的产品可直接应用于特定地区、流域、城市以及农业水利、能源、保险等部门，大大提高了产品的潜在社会经济价值。并通过建立风险评估管理系统，提高不同用户对概率预报应用的决策能力。这是一种观念上的改变：对于用户而言，更重要的不一定是将来的天气或气候最可能是什么，而是他们敏感的天气或气候事件是什么。

(4) 统计与动力方法或气候模式同时发展，两条腿走路。这可以更好地利用历史资料订正模式预报，同时可以建立有用的多种统计预报方法，目前主要用在ENSO预报中。也就是说，以继续发展和改进气候模式为优先目标，并同时考虑动力和统计方法齐头并进，发展具有特点的多种统计与动力方法集合预报(如贝叶斯方法)。

(5) 发展多模式集成方法——以不同参数化方法为基础的集合预报^[10]。

参数化的不确定产生的基本原因是：①实际上可分辨与不可分辨运动并没有尺度分离。不可分辨运动的谱主要由不同程度的近网络尺度运动构成。这是结构的不确定，不是参数不确定性。②参数化方法不能考虑可分辨和不可分辨气流的非线性相互作用，因而造成气候模式中的系统性误差。为此目前提出对次格网运动用随机动力参数化方法解决模式不确定性问题。

如运动方程的简单的形式：

$$\begin{aligned} \dot{X} &= F(x) + P + e \\ e &= \varepsilon P \end{aligned}$$

P 是通常的参数化项， ε 是无因次随机参数，平均为

零。欧洲中期天气预报中心(EC)的预报表明，采用上述方法对中期集合预报系统(EPS)已有改进。

模式的不确定关键是对次网格尺度运动的参数化问题。其集合预报有三类：多模式集合(超级集合)，成员包括不同的天气或气候模式；多参数化集合：在同一模式动力核心中，包括不同的参数化方案 $P(x, \alpha)$ ；多参数集合，各成员皆是由同一模式算出，但对参数化方案的参数 α 进行扰动和集合。这三种方法可以逐步或同时采用。

(6) 考虑气候变化对季节预报的影响

这包括两个方面，一是在季节和年际预报中包括温室效应的影响，这种作用虽然已体现在所用的初值中，但还应考虑在整个演变过程中温室效应等人类活动造成的长期趋势对较短时期(如季节尺度)气候变率的影响。这是季节预报的重要背景。

季节预报是天气预报和气候预测之间的桥梁，是构建无缝隙预报系统的一个关键部分。根据季节预报的结果向前延伸可以得到月和数周的延伸预报结果。从而可以填补无缝隙预报系统的缝隙，也为将来构建统一的天气—气候模式提供理论和方法的基础。当然，无缝隙预报系统并不要求对所有时间尺度都用同一个模式，但这个系统可构建在相同的模式框架基础上，十分有利于认识和追踪模式偏差和不同尺度的误差及其相互传播。气候模式虽然是由数值天气模式发展而来，但气候预测不会重复天气预报发展的老路。因为两者之间预报对象、过程与机理十分不同。真正的气候业务系统的建立和完善可能会比天气预报系统花费更长的时间和资源，因而需要几代科学家的不懈努力。

参考文献

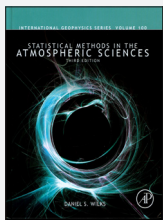
- [1] 丁一汇. 气候变化(大学教材). 北京: 气象出版社, 2010.
- [2] 赵宗慈, 高学杰, 汤懋苍. 气候变化预测. 见: 中国西部环境演变评估(第三卷). 北京: 科学出版社, 2001.
- [3] 丁一汇, 李清泉, 李维京, 等. 中国业务动力季节预报的进展, 气象学报, 2004, 62(5): 598-612.
- [4] Stockdale T N, et al. Understanding and predicting seasonal and inter-annual climate variability—the producer perspective. White paper for WCC-3, 2009.
- [5] Wang B, et al. Advance and prospectus of seasonal prediction: assessment of the APCC/CliaPAS 14-model ensemble retrospective seasonal prediction (1980—2004). Clim Dyn, 2009. doi: 10.1007/S00382-008-0460-0.
- [6] NRC/NAS. Assessment of Intra-seasonal to Inter-annual Climate Prediction and Predictability. The National Academies Press, 2010.
- [7] Wang B, et al. Fundamental challenge in simulation and prediction of summer monsoon rainfall. Geo Res Lett, 2005, 32:L 5711. doi:10.1029/2005GL 02274.
- [8] Krishnamuriti T N, Kumar V. Improved seasonal prediction forecasts for the Asian monsoon using 16 atmospheric ocean coupled models: Part I Climatology and Part II: Anomaly, J Climate, 2010(Personal communication).
- [9] CCSP. Climate Models: An Assessment of Strengths and Limitation. A Report by the US Climate Science Programme and

- Subcommittee on Global Research. Bader D C, et al, (eds). DOE, 2008.
- [10] Palmer T N, Hagedorn R (eds). Predictability of Weather and Climate. UK: Cambridge University Press.
- [11] Krishnamuriti T N, Kishtawai C M, Larow T E, et al. Improved weather and seasonal forecasts from multimodal superensemble. Science, 1999, 285: 1548-1550.
- [12] 赵凯华, 罗蔚茵. 力学(第二版). 北京: 高等教育出版社, 2010.
- [13] Lorenz E N. The Essence of Chaos (混沌的本质). 严中伟, 等译. 北京: 气象出版社, 1993.
- [14] 丑纪范. 大气科学中的非线性与复杂性. 北京: 气象出版社, 2002.
- [15] Houghton J. The Physics of Atmospheres. UK: Cambridge University Press, 2001.
- [16] Palmer, et al. Development of a European multimodal ensemble system for seasonal to interannual prediction (DEMETER). Bull Am Meteorol Soc, 2004, 85:853-872. doi:10.1175/BAMS-85-6-853.
- [17] Jin E K, et al. Current status of ENSO prediction skill in coupled ocean-atmosphere models. Climate Dyn, 2008, 31: 647-664. doi:10.1007/s00382-008-0397-3.
- [18] Palmer T N, et al. Toward seamless prediction. Bull Am Meteorol Soc, 2008 (4):459-470.
- [19] Ding Q, Wang B. Circumglobal teleconnection in Northern Hemisphere summer. J Climate, 2005, 18: 3483-3505.
- [20] Sun Y, Ding Y H. A projection of future changes in summer precipitation and monsoon in East Asia. Science China(Earth sciences), 2009, 53: 284-300. doi:10.1007/s.11430-009-0123-y.
- [21] 司东, 丁一汇, 柳艳菊. 全球海气耦合模式(BCC-CM1.0)对江淮梅雨降水预报的检验. 气象学报, 2009, 67: 947-960.
- [22] Si D, Ding Y H, Liu Y J. Decadal northward shift of the Meiyu belt and the possible cause. Chinese Science Bulletin, 2009, 54: 4742-4748.

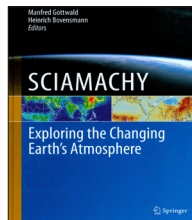
新书架

NEW BOOK

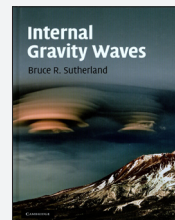
感兴趣的读者可以到中国气象局图书馆阅览室阅读或凭索书号借阅



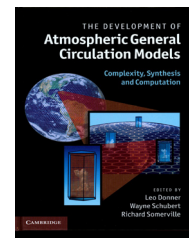
Statistical Methods in the Atmospheric Sciences (Third Edition)
《统计方法在大气科学中的应用(第三版)》
编著者: Daniel S. Wilks
出版者: Academic Press
出版年: 2011



SCIAMACHY-Exploring the Changing Earth's Atmosphere
《SCIAMACHY——探索正在变化的地球大气》
编著者: Manfred Gottwald
出版者: Springer
出版年: 2011



Internal Gravity Waves
《重力内波》
编著者: B. R. Sutherland等
出版者: Cambridge University Press
出版年: 2010



The Development of Atmospheric General Circulation Models
《大气环流模式的发展》
编著者: Leo Donner等
出版者: Cambridge University Press
出版年: 2011



《黄土高原生态建设环境效应研究》
编著者: 田均良等
出版者: 气象出版社
出版年: 2010
索书号: X21/27/1



《中国西部现代人类活动及其环境效应研究》
编著者: 李秀彬等
出版者: 气象出版社
出版年: 2010
索书号: X21/27/3



《中国西部典型内陆河生态-水文研究》
编著者: 程国栋等
出版者: 气象出版社
出版年: 2010
索书号: X21/27/4



《中国西部环境演化集成研究》
编著者: 丁仲礼等
出版者: 气象出版社
出版年: 2010
索书号: X21/27/2

下期要目: “空间天气”专辑

- ◆ 关于我国空间天气保障能力发展战略的一些思考
- ◆ 空间天气与空间天气业务
- ◆ 国际上的空间天气计划与活动
- ◆ 空间天气研究进展